

## 地震と電波 : 地震・火山噴火による電磁放射と予知の可能性

著者	芳野 起夫
雑誌名	地震ジャーナル
巻	16
ページ	8-23
発行年	1993-12
URL	<a href="http://id.nii.ac.jp/1438/00008768/">http://id.nii.ac.jp/1438/00008768/</a>

# 地震と電波

地震・火山噴火に関連する電磁放射と予知の可能性

芳野赳夫

はじめに

この研究は、旧ソビエト連邦の科学アカデミー地球物理学研究所の Gokhberg らが 1979 年のイラン中部地震 ( $M=7.4$ ) の際に、1200 km 離れたコーカサスのトンネルの中で、数 Hz から 1.6 MHz の周波数帯の自然背景雑音電波レベルが、地震発生 1 時間前頃から上昇し、地震発生と同時に、ほぼ元のレベルに復帰した報告にヒントを得て始まった [Gokhberg et al., 1977]. この現象が事実ならば地震直前予知への応用を示唆しているので、1980 年 1 月から 4 月にかけて、日本学術振興会の日ソ科学者交流助成金に依る日ソ共同研究を、電気通信大学菅平宇宙電波観測所とソ連科学アカデミー地球物理学研究所との間で締結し、旧ソ連側から交換科学者 1 名を招いて、日本側の観測機器を利用して観測を行なった。この論文中では、この現象を地震前駆電磁放射 Seismogenic Electromagnetic Emission (SEE) と称する。最初の SEE 現象は、図 1 に示すように長野県菅平の電気通信大学菅平宇宙電波観測所において 1980 年 3 月 31 日 16 時 33 分 JST に観測された。この地震のマグニチュードは約 7 で、

震源の深さは約 380 km であった。震央は京都府内で震央と菅平観測所との距離は約 250 km である。81 kHz のノイズレベル記録器は本震の 50 分前から通常の背景雑音レベルより 15 dB 以上高い異常なレベルを記録した。そのノイズの異常上昇は、本震と同時に、急速にもとのレベルに復帰した。また同時に菅平に設置されていた 200 Hz ~10 kHz の広帯域ホイスラー波観測器の記録も、上記の 81 kHz の雑音レベルが上昇している期間中に、通常観測されない 1 kHz 以下の周波帯に無数の散発的なノイズが観測され、地震発生と同時に消えたことが観測された。この 2 つの現象は、今後のこの電磁放射発生機構を考える上で、貴重な示唆を与える重要な現象と考えられる。図 2 に、

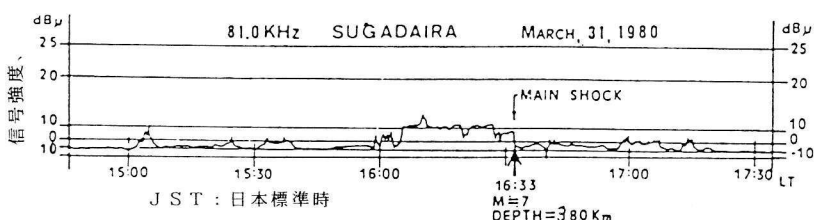


図 1 菅平宇宙電波観測所において観測した 1980 年 3 月 31 日の地震直前の電磁放射

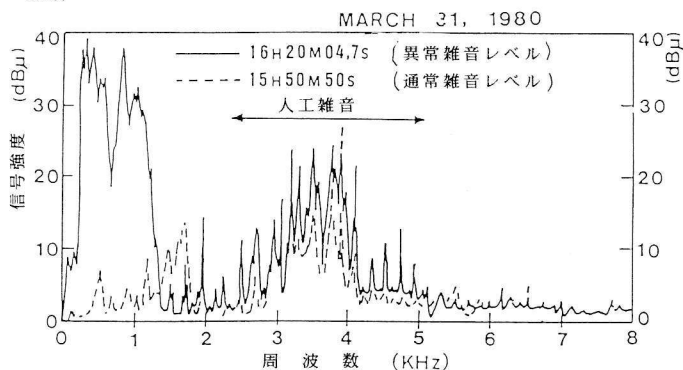


図 2 菅平宇宙電波観測所において観測された 1980 年 3 月 30 日の地震直前の VLF 電波雑音の周波数特性  
81 kHz の放射電界の上昇時には 1.5 kHz 以下に強い自然雑音強度の上昇が見られる。

このときの雑音レベルの周波数特性を示す [Gokhberg et al., 1982]. これはこの目的で行なった世界最初の記録となった。

次に、本震の後約5分後にはかなり大きな余震を伴った1980年9月25日2時54分JSTの千葉市付近の地震(本震  $M=6.1$ , 余震  $M=5.3$ , 震央位置は千葉市周辺, 震源の深さ, それぞれ 80 km, 70 km) のとき, 震央から 55 km 西北西の杉並受信点の背景雑音レベルは図3に示すように, 本震1時間前より 15~20 dB 上昇, 本震と同時に 5 dB 下がったが, 5分後の大きな余震まで高いレベルを保ち, 余震の直後に元のレベルに復帰した。

筆者らは, その後12年間に地震の直前に 82 kHz (1987年以降は 1.252 kHz と 36 Hz を加えた) で多数のSEEを観測した。また, 1985年までに東京地区を中心に図4に示す8観測地点を選び, 人工雑音の混信を抑圧・除去するために, 有効な手段となる多点方向探知観測網を構築した [Yoshino, 1986a, 1991]。

人工雑音の影響は, 一般に局地的な現象として現れるのが常であるため, 通常影響は1点または2点の観測点の雑音強度が高く現れても, 周辺の各地点間の相互相関係数は低く出るので, ある方向に方位データが集中しないときには, その高雑音を示す地点のデータをオミットして人工雑音のみを用いたときの誤報をある程度抑圧できる。筆者らは1985年から1990年までの間に, この観測網を利用して, すでに29の地震についてSEEを記録している。

この中で観測した最も有望な結果の1つは, 1982年2月27日21時14分JSTに茨城県南西

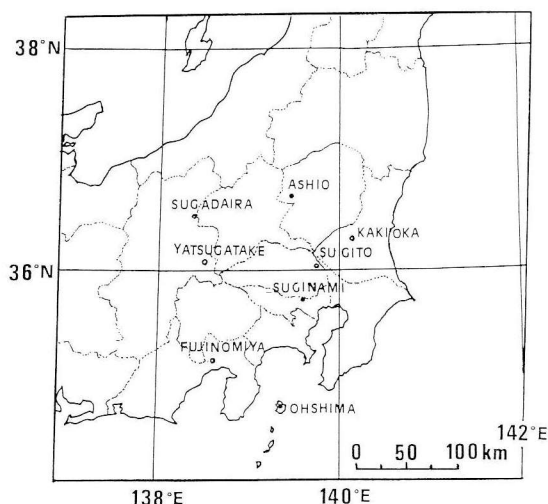


図4 現在の東京付近のSEE多点観測地点

部で発生した  $M=6.3$ , 震央の深さ 40 km の典型的な直下型地震の際に, ゴニオメトリック方向探知システムにより震央位置の事前予知に成功した。現在までの成功例は, この1回だけであるが, このときの震央の位置と各観測点の位置を図5に示す。図中の×印は震央の位置を示している。センサーがインパルス型の放射を記録し始めたのは, 本震の約8時間前の12時37分JSTであった。震央からの距離は, それぞれ 36 km および 55 km である。この地震の場合, 本震までの約8時間に数分から10分ぐらいのパルス時間幅で, ときどき放射が発生して両地点で受信されている。このときの地磁気は静穏で(Q4A),  $K_p$  指数(地磁気の擾乱度を現す指数)は3以下であった。人工雑音は通常極く局所的な発生頻度を持つのが普通で, この場合は, とくに強い影響を受けている観測点はなかった。八ヶ岳は, 約 80 km の高さのD電離層が日没で消失した以後に, 異常放射を受信し始めている。

八ヶ岳の19時15分以降の観測値と杉並の観測値との同期性は非常に良い。この現象は, 八ヶ岳と震央間の距離が 150 km あることを考慮する

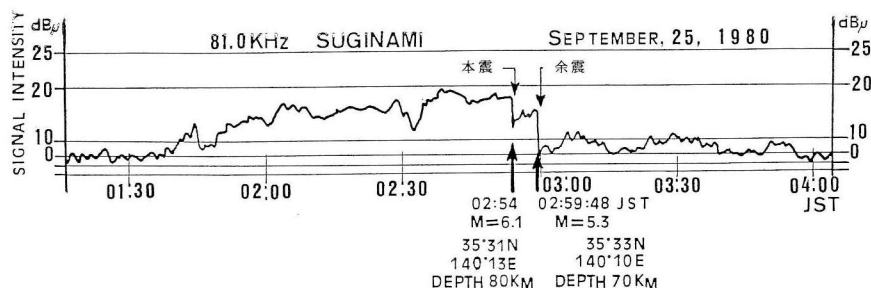


図3 杉並観測点で受信した1980年9月25日の地震における電磁放射

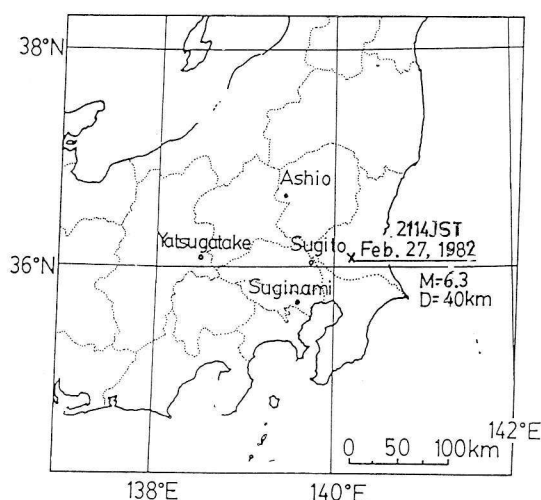


図5 1982年2月27日の地震における観測点と震央の位置

と、長波帯の放射波の伝播モードが電離層・地表間の導波管モードであることを示唆するものとして興味深い。図6に筆者らが、このときの放射強度の観測値を用いてベクトル合成法により震央位置の探知を行なった結果を示す。その結果は、図6に示すように直径約20 kmの斜線を施した領域が限定され、さらに震央はX点に示すように、この領域内に位置していた [Yoshino et al., 1985].

1986年11月に伊豆大島の三原山が大噴火したが、大島で観測中であった82 kHz 方向探知網のセンサーが噴火前にインパルス雑音を記録していた。1987年以降、われわれは過去10年間に82 kHzの背景雑音が上昇してきたので、S/N比を改善するために2つの周波数、VLF (1.525

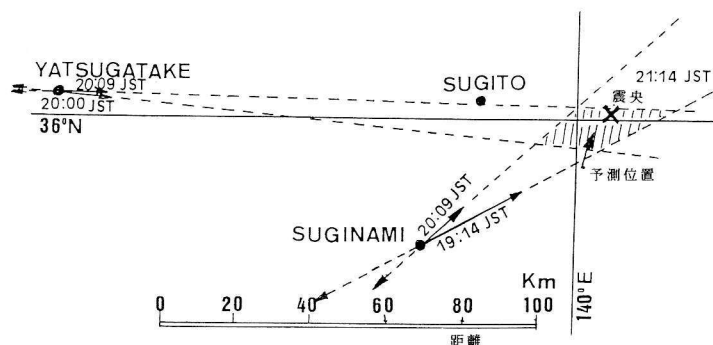


図6 1982年2月27日の地震における電磁放射波の到来方向のベクトル合成の結果と震央の位置

kHz), ELF (36 Hz) を追加した [Yoshino and Tomizawa, 1989]. 次いで1989年6月には、伊豆・伊東市が非常に強い局地的な火山性地震に揺すぶられた。市街は伊東湾の海岸線に沿って広がっており、伊豆大島の北西約35 kmに位置している。これらの火山性地震と火山性微動は、1989年7月12日の伊東湾の海底の新火口からの噴火と同時に終焉した。筆者らは、これらの噴火に関連したLF, VLF, ELF帯の相互間に存在する幾多の興味深い相関関係を得られた。

長崎県島原半島の雲仙岳が198年の眠りから醒めて、1991年4月に突然火山活動を開始した。

筆者らは、火口の北西約3 kmの田代原牧場に82 kHz, 1.525 kHz, 36 Hzの観測器を設置して観測を開始し、(1)火砕流、(2)噴火、(3)噴火に伴う巨大火砕流の発生時の、3つの異なった火山活動モードについて、世界で初めての電磁現象を検出することになったという、非常に興味ある結果を得ることができた [Yoshino et al., 1992].

その他に興味ある現象は、図7に示す菅平とオーストラリア中部の磁気供役点を結ぶ磁力線の直下に近い所で1971年10月1日にM=8.1の巨大地震が発生したとき、図8に示すように、菅平のホイスラー波観測データが、その前後数日間に、ディスページョン値が通常の2~3倍となる異常なホイスラー波を受信した。菅平のホイスラーデータを見ると地震と、異常ホイスラー波の受信数間にはある程度相関があり、この原因はまだ解明されていないが、地震現象が超高層大気に何らか

の影響を及ぼしていると考えられる。旧ソ連では人工衛星を用いた電離層上部に発生する現象に研究対象を限定しており、筆者の地表における電磁放射の研究に対し、われわれと異なった観点に立って研究を行なっている [Larkina et al., 1988].



## 放射機構の解明

地震発生前の電磁放射の発生機構については、1980年にこの研究を開始した当初から種々の仮説を立てて検討を進めているが、未だに確定はできていない。現在、この考え方には震源を発生源とする筆者らの考え方と、電離層を発生源とする旧ソ連の考え方の2つの流れがある。筆者らは、次のような仮説に立って研究を進めている。それは事前に歪みが蓄積され、ついに耐え切れなくなった岩石が破砕を初め、次第に破砕が進んで遂に耐え切れなくなり、一気に崩壊して地震が起こる。地震と同時に歪みが解消して岩石破砕も止る。この岩石破砕に際して電磁放射が存在することは、共同研究を行なっている名大理学部の子田功助教授や、アメリカのクレス [Cress et al., 1987] が、電磁界放射が岩石破砕に伴って観測されたという、非常に興味ある室内実験の結果を報告しており、多くの研究者に依って確認されている。実験では、非常に強い電磁インパルス放射が高圧力で岩の資料が破壊した瞬間に観測されている。電磁放射の値は岩の種類、濡れているか乾いているかで異なり、そして観測時のたくさんの異なった

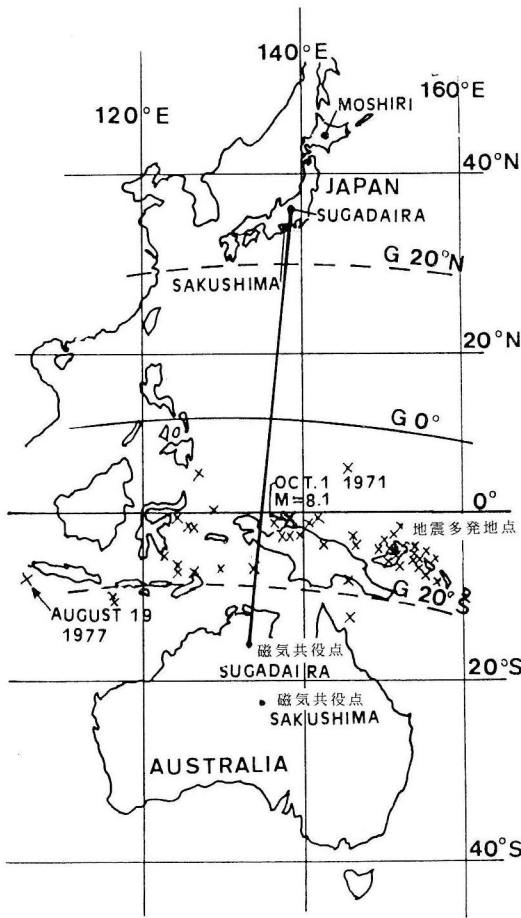


図7 菅平観測所と磁気供役点間を結ぶ磁力線と地震発生源の位置との関係

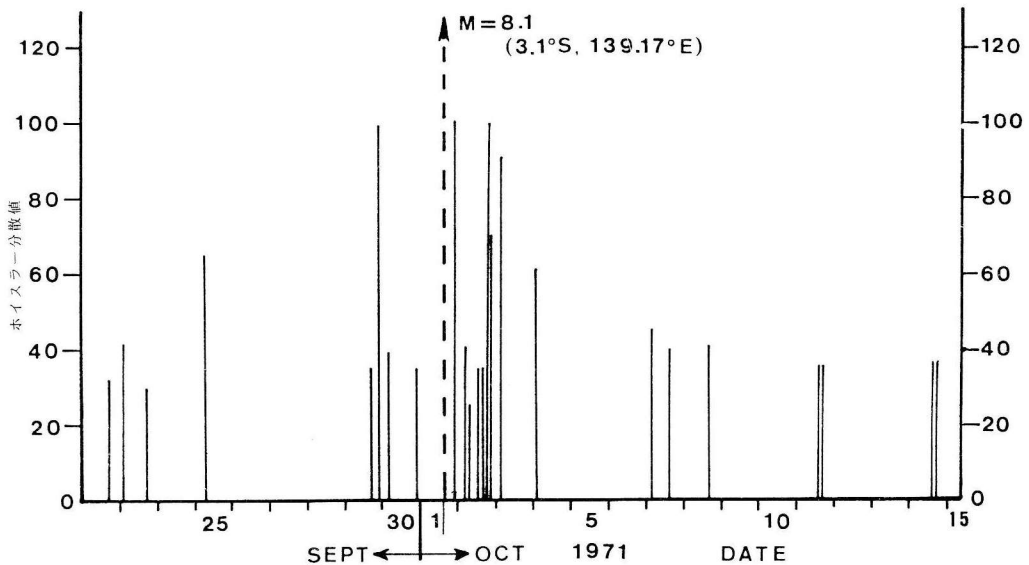


図8 1971年10月1日のニューギニア北部M=8.1の地震の前後における菅平で観測された異常ホイッスラー波

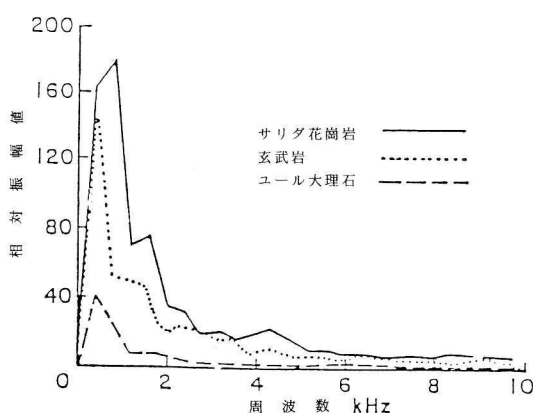


図9 クレスらの実験室における岩石破碎時の電磁放射の周波数特性測定  
1.5 kHzのエミッションが強く図2の筆者の観測値と良く似ていることに注意。

状態を示した。図9に示すCress [1987]の実験結果と図2に示す菅平 [Gokhberg et al., 1982]で観測した自然放射とを比較すると、自然と実験データの線の動きは、前述した1.5 kHz周辺にあるピークをもつ周波数特性が、非常に良い一致を示している。このプロセスは、電磁放射が地震発生前に受信され、発生と同時に停止する現象を説明するためには納得できる説である。

旧ソ連のGokhbergらは2つの異なったアプローチに基づく研究を行なっている。その1は、波源は下部電離層にあり、断層方向に地電流が流れるときの電位の勾配が電気電導度の極めて少ない大気中では極めて高くなり、震央上空の電離層に達したときに電解の大きな勾配と震央上空の磁界強度によるプラズマ不安定性により発生するとしている [Gokhberg et al., 1984]。その2は、彼らは浅い地震の前に岩石内に発生する細かい変位 (micro dislocation) により発生する電磁界であると説明を替えている [Gokhberg et al., 1987]。旧ソ連グループは観測方法と研究の道順を、数ミリヘルツ台の低い周波数帯に向かって変更しつつあり、人工衛星に依る上空の電位変化の観測に主眼点をおいているが、数十 Hz 以下の周波数の人工衛星での検出は、衛星速度の関係で検出できないので、この点実験方式に疑問が残る。1982～83年にかけて、ソ連・フランス共同で打

ち上げたフランスの科学衛星 ARCAD-3号に搭載された電・磁界センサーの観測データが、日本上空で地震発生前約8時間前から若干変化し、また殆ど同一緯度で経度120度にわたり、その現象が見られたことを報告している [Larkina et al., 1988]。しかし、このような現象は、筆者の日本の人工衛星およびFraser-Smithら [1989]の受信したDE-2衛星のデータを調べると地震に関係の無いときにも似通った現象が観測されており、一方的にこの現象が地震といかなる係わりを持っているか、もっと明確に解明する必要がある [Chmyer et al., 1987; Larkina et al., 1987; Migulin et al., 1987]。

旧ソ連の研究結果は大変評価できるが、今日に至るも彼らの物理学的考察は不十分である。この結果は放射機構、すなわち地震の震源の岩石から地表までの電磁エネルギー伝送の機構と、地表における電磁波の放射機構を説明するためには未だ十分ではない。前述のように岩石破壊実験で岩石が電磁放射することは実証されており、境界面チャージの一種として地震の震源附近の岩が、ちょうど地震の前に、急速に増大する非常に強い歪みを受けて破碎するときに誘起されると考えられる。この電磁放射の波源が、岩石破碎に依ることを強く示唆する有力なデータが、前述の伊豆大島の噴火機構の説明の中に見出された。1986年11月21日の三原山の噴火の全期間中、大島では噴火の激しい15, 16, 17日は繰り返し激しい地震がつづいたが、その間には、これに対応する電磁放射が観測されず、また21日の大噴火でも、実際に噴火した16時15分から激しい地震に見舞われたにも拘らず、このときには電磁放射は観測されず、実際に放射を観測した時刻は、ダイクが岩石破碎を伴いながら貫入を開始した地震発生の6～4時間前であった [Aramaki, 1987]。この観測結果は、地震による電磁放射が岩石破碎時に発生することを証明する非常に重要な示唆を与えてくれる。

筆者らは最初、図10に示すように通常地震の震源は断層上に位置しており [Yoshino and Tomizawa 1988]、断層内の地震の歪力が増大し

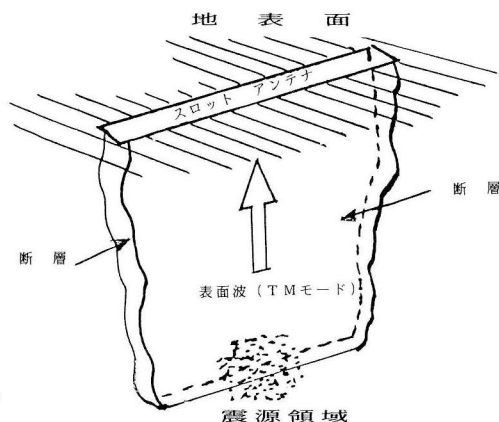


図10 SEEの断層境界表面波伝送モデルの説明図

たとき、岩塊の破碎が始まり、震源附近の放射源から地表へ誘起された電磁インパルスのエネルギーが、断層面に沿って表面波伝送モードで伝送し地表に達すると仮定した。電磁波の表面波伝送の最も進んだ技術は、現在センチまたはミリ波帯の小型機器システムのマイクロ波回路設計に使用されているが、通常の断層では内部と断層線方向の電気伝導度は外側の岩石に比べて大きく、断層の表面の境界断面は表面波伝送線路と構成がよく似ている。筆者らは、断層は境界に沿って伝播するTM電磁界の表面波でSEEのエネルギーは境界の外側を伝播する通常の平面波に比較して、波源から地球表面まで非常に低い減衰で伝送することが可能と仮定してシミュレーションを行なった。また地表で、地表上における断層が形成するスロットダイポールを仮定して、地表と空間の最適なインピーダンス整合条件が得られたときに、電磁波として空間に放射されるという関係を用いてSEEの放射特性を示すモデルを作った[Yoshino et al., 1989]。しかし、その後の長期にわたるシミュレーションの結果は、せいぜい10 dB以下の改善に過ぎず、いずれも上記に期待した低減衰は得られずに終わり、筆者らは実測データの統計解析による発生機構の見直しを行なうことにした。

## 観測装置の構成

1985年以来、筆者らは図4に示す8点からなる多点方向探知観測網を東京周辺に設置した。実時間相関を取るためのデータテレメトリーシステムは、今日まで1989, 91, 92, 93年度の文部省の科学研究費補助金の交付を得て構築中である。一方、1980年以来、1981, 82年度の文部省科学研究費補助金を受けて標準型観測装置の開発を開始し、幾多の試行錯誤の結果、1つの標準型地震前駆放射観測システムを完成した。図11は多点観測網システム用3周波数型観測装置のブロック回路図で、各観測点の前駆電磁放射を用いて震央の方位を予知するデータ処理のフローを示す。図中

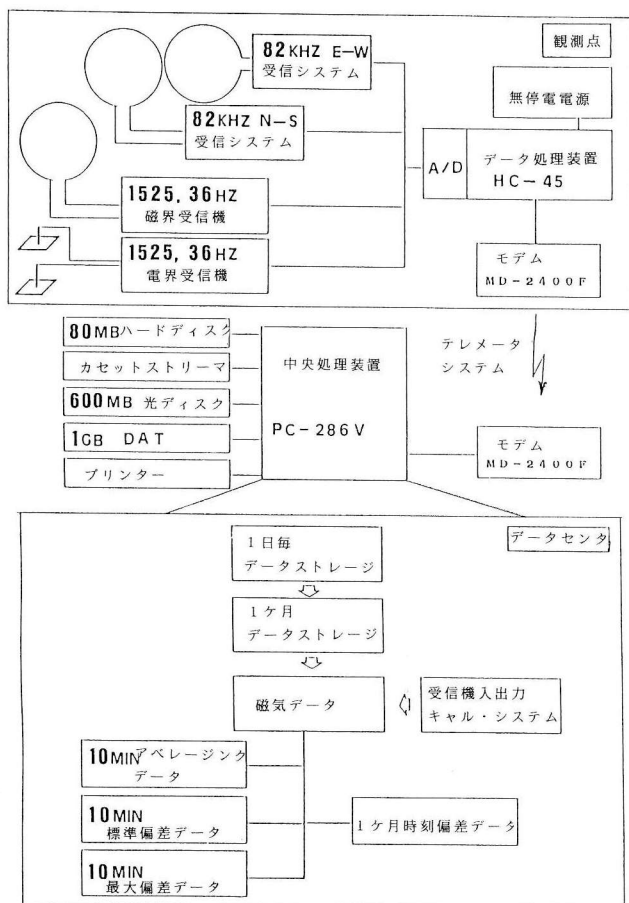


図11 各観測点に配置した標準型自動震央観測装置のシステムブロック図

に示すように、本システムは初期から使用した 82 kHz (LF) の 2 つの同調型ループアンテナを東西・南北に直交させたゴニオ方式の方向探知方式を持ち、各ループアンテナは直径 85 cm、28 kHz に同調した 50 回巻のコイルで静電シールドを施してある。本システムでは人工雑音の影響を除くため 1.525 kHz (VLF) と 36 Hz (ELF) の磁気センサーを持っており、これらの磁気センサーは 1 cm 角の断面を持つ長さ 50 cm のパーマロイコアに 5000 回のコイルを巻いてあり、通常東西を X 軸とする XYZ の 3 軸方向に設置し磁界を観測している。また、2 つの電極を 5 m の間隔で南北方向に埋没し、これを 1.525 kHz と 36 Hz の低雑音増幅器に接続して、水平方向

の電界を観測している。

A/D コンバータを通過したセンサーの出力は電話回線、マイクロウェーブ回線、または光ケーブル回線のデジタルテレメトリー回線を通して、地震予知センターまたは警報センターのコンピュータに伝送される。

同時にデータ解析などに用いるため、各観測点の光ハードディスクまたは DAT テープ上に記録される。図 4 に示す東京を中心とした予知試験ネットワークでは、約 50 km の間隔で設置された 8 地点の時間校正を、GPS 衛星の時刻信号を観測データに印加することによって行なっている。

表 1 1985～1990 年間の間に観測された SEE

Date (JST)	Time (hms)	Mag.	CM	Depth (km)	A	E (km)	STN	F	Precursor (h)	Time (h)	(h)	Time (min)
85/03/29	01:07:08	6.5	5.2	164	G	586	FUJ	82	-12:26	-14:50	-16:32	1
85/04/09	14:15:36	5.5	5.0	30	S	226	SGT	82	-00:15			15
85/04/11	01:26:20	6.8	5.7	415	S	592	FUJ	82	-13:57	-14:27	-15:55	1
85/05/22	16:16:43	4.3	5.0	56	G	31	KAK	82	-00:50			31
85/07/29	04:33:22	5.5	5.2	90	G	166	SGT	82	-27:50			1
85/10/04	21:25:52	6.1	6.6	78	G	44	SGT	82	+00:00			1
			6.6			41	KAK	82	-00:00			1
85/11/22	13:17:00	4.9	5.8	52	G	23	SGT	82	-01:38			31
86/03/02	16:09:26	6.0	5.0	32	S	487	FUJ	82	-00:00	-00:36		1,21
86/04/01	14:34:14	2.8	5.1	7	G	2	OSM	82	-00:31			1
86/11/14	09:46:42	5.4	5.1	273	G	174	FUJ	82	-36:21	-37:43	-39:59	1
86/12/30	09:38:32	5.9	5.3	3	G	249	OSM	82	-00:59			1
87/01/14	20:03:50	7.0	5.7	119	G	895	FUJ	82	-03:36	-04:17	-04:58	1
87/02/06	22:16:15	6.7	5.9	35	S	350	FUJ	82	-26:21			22
			6.4			174	KAK	82	-08:28			1
87/02/11	02:51:46	4.6	5.7	60	G	18	SGT	82	-00:48			48
87/12/17	11:08:17	6.7	6.4	57	S	168	FUJ	82	-00:29			1
88/02/13	01:20:28	5.1	5.2	61	S	84	KAK	82	-03:34			1
88/03/18	05:34:29	6.0	6.5	96	G	42	SGT	82	-50:53			1
88/08/02	20:16:06	5.2	6.0	2	S	28	OSM	82	-04:21			84
89/02/05	10:59:48	5.5	5.1	58	S	202	OSM	36	-00:38			10
89/06/17	08:42:36	6.8	6.0	385	S	376	FUJ	82	-01:29			1
89/07/09	11:09:12	5.5	5.2	3	G	168	KAK	82	-00:08			1
89/10/27	02:06:43	6.2	5.2	9	S	511	KAK	82	-00:18			18
89/10/29	14:25:38	6.5	5.5	0	S	530	SGT	82	-19:05			1
89/11/25	16:02:50	4.6	5.2	76	G	37	SGT	82	-01:31			103
90/02/20	15:53:40	6.5	6.3	5	S	148	SGT	82	-08:51			102
			6.0			212	SGD	82	+00:00			43
90/05/17	10:04:08	5.8	5.2	271	G	290	KAK	36	-00:25			25

Mag : マグニチュード, CM : 修正マグニチュード, Dep : 震源深さ, A : 震央位置 (G, 陸域 S, 海底), E : 震央からの距離, STN : 観測点 (SGT, 杉戸 : SGD, 菅平 : KAK, 柿岡 : FUJ, 富士宮 : OSM, 伊豆大島)

周波数 : 82=82 kHz, 36=36 Hz, 15=1.525 kHz, T : 放射形式 (I インパルスタイプ, エンベロープタイプの最低放射時間)

表2 表1で観測された SEE の天気状況

日 時 (JST)	時 刻 (h:m:s)	マグニ チュード	深度 (km)	天気	雷光 (度)
85/03/28	12:41:08	6.5	164	○	0
85/04/09	14:15:21	5.5	30	○	0
85/04/10	11:29:20	6.8	415	○	0
85/05/22	15:26:43	4.3	56	○	0
85/07/29	03:43:22	5.5	90	○	2
85/10/04	21:33:52	6.1	78	○	1
	21:25:52			○	1
85/11/22	11:39:00	4.9	52	○	1
86/03/02	16:09:26	6.0	32	○	1
86/04/01	14:03:14	2.8	7	○	1
86/11/12	21:25:42	5.4	273	○	1
86/12/30	08:39:32	5.9	3	○	0
87/01/14	16:27:50	7.0	119	○	0
87/02/05	19:55:15	6.7	35	○	0
	13:38:15			○	0
87/02/11	02:03:46	4.6	60	○	1
87/12/17	10:39:17	6.7	57	▽	2
88/02/12	21:46:28	5.1	61	○	2
88/03/16	02:41:29	6.0	96	○	1
88/08/02	15:55:06	5.2	2	○	0
89/02/05	10:21:48	5.5	58	▽	0
89/06/17	07:13:36	6.8	385	●	1
89/07/09	11:01:12	5.5	3	▽	1
89/10/27	01:48:43	6.2	9	○	1
89/10/28	19:20:38	6.5	0	●	0
89/11/25	14:34:50	4.6	76	●	0
90/02/20	07:02:40	6.5	5	○	0
	15:56:40			○	2
90/05/17	09:39:08	5.8	271	○	0

○：晴れ, ▽：曇, ●：雨

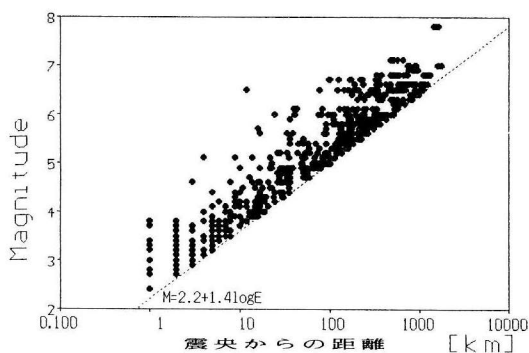


図12 地震のマグニチュードと震央と観測点間距離の相関関係 (MME チャート)

### 統計解析の結果

1985年1月から1990年11月までの期間に、筆者のネットワークで観測した29例の地震前駆

電磁放射 (SEE) の観測データを表1に示す。

この29例の観測点の気象と半径200 km以内の雷放電数を表2に示す。1988年2月15日以降は、東関東の2観測点と伊豆大島のノイズ環境の悪化に対するS/Nを改善するために、全観測点のA/Dコンバータのサンプリングタイムを変更したので、放射波形の基準を1988年2月以前と以降では変更している。

図12は、地震のマグニチュードに対する震央と観測点間の距離の図表上に、上記の29例の全観測点のデータをプロットした分布特性 (M-E分布) で、82 kHzと36 Hzのエミッションの最小検出レベルが図中に示すように綺麗な直線上に乗っている。力武 [Rikitaka 1987, 1988] の経験則を用いると、最低検出レベルの直線の勾配は次式で表すことができる。

$$M = 2.2 + 1.4 \log E \quad \dots\dots\dots (1)$$

なお、Mは地震のマグニチュード、Eは震央と受信点間の距離を示す。

図13は、震央が陸上に位置する場合と海底に位置する場合のM-E分布特性を示しており、この図から、次のような基本特性があることがわかる。

- (1) 震央が陸上にある地震はマグニチュードが小さく近距離に分布し、
  - (2) 震央が海底にある地震はマグニチュードが大きいものが多く、遠距離のものが多い。
- (2)は、通常プレート境界上の深海底にあるサブダクション域に沿って発生する大きなマグニチュードの巨大地震であるとして説明できる。これらの関係は次の図によってより明らかと成る。

図14(a)は、上記の期間中に東京周辺に配置したわれわれの6地点で観測した全地震のマグニチュードごとの発生数との関係を示し、(b)は地震前兆現象としてのSEEが観測できたときの地震のマグニチュードを記録した。この図から通常の地震のマグニチュード分布はM=3.5~4.0の間のものが最も多いことがわかる。しかし、SEEが観測されたときの地震のマグニチュードは、この図に示すようにM=6.5~7.0であり、この特性は観測結果と良い一致を見せている。

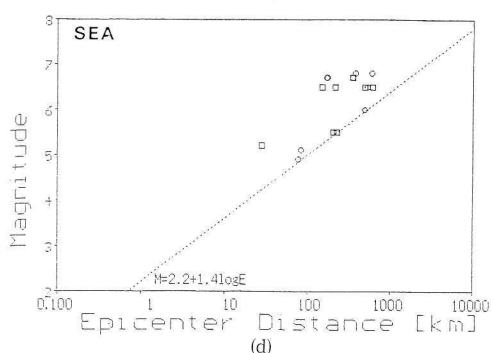
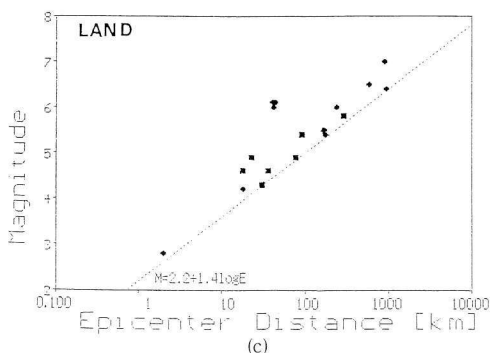
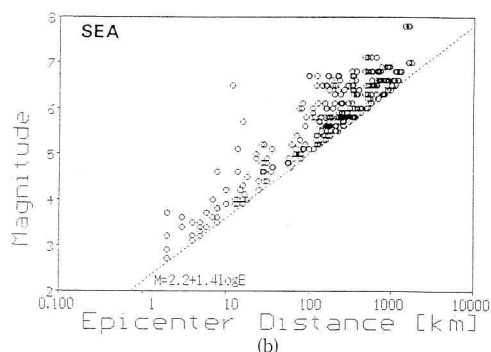
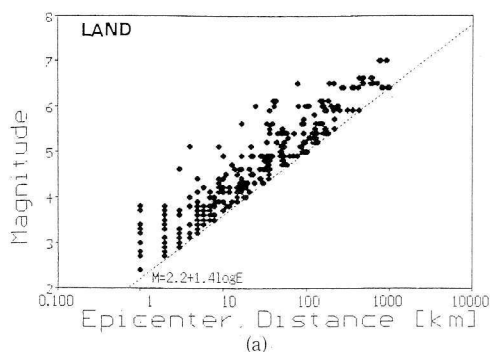


図13 震央の場所による M-E チャート

(a)震央が陸域（インパルスタイプ放射，エンベロープタイプ放射），(b)震央が海底（インパルスタイプ放射，エンベロープタイプ放射），S/N の良好な場合の選ばれた(c)陸域，(d)海底の場合でシンボルは(a)(b)と同じ。

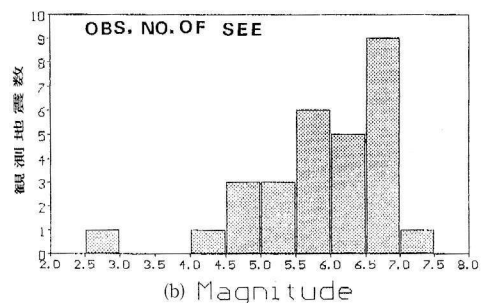
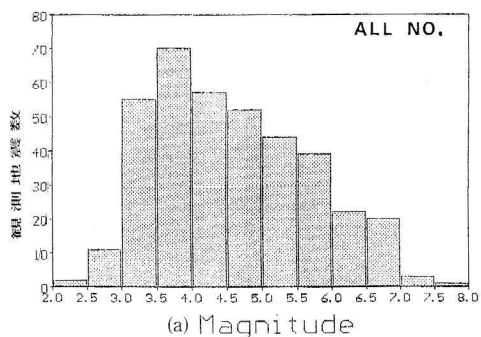


図14 (a)1985～90 年に関東地区の観測網で発生した全地震のマグニチュードの分布，(b)同期間中の SEE の観測された地震のマグニチュード分布。

1985 年 1 月 1 日から 1990 年 6 月 30 日の期間中，東京駅から 385 km の円内で発生した  $M=4.0$  以上の地震の全数は約 243 で，SEE が観測された 29 の地震のパーセンテージは約 12%であった。各マグニチュードごとの SEE のパーセンテージを表 3 に示す。信号の S/N 比が低くなる  $M=5$  以下の地震の場合には，上記の観測結果から強力な人工雑音の混信を受けて検出不可能となることが実証された [Yoshino et al., 1993]。

図 15(a)地震前駆放射（SEE）現象の発生時間

表 3 関東地方における SEE の予知確率

マグニチュード	確 率
7.5～7.0	100
7.0～6.5	45
6.5～6.0	23
6.0～5.5	16
5.5～5.0	6.6
5.0～4.5	No Data
4.5～4.0	5.2

観測点から 300 km 以内。

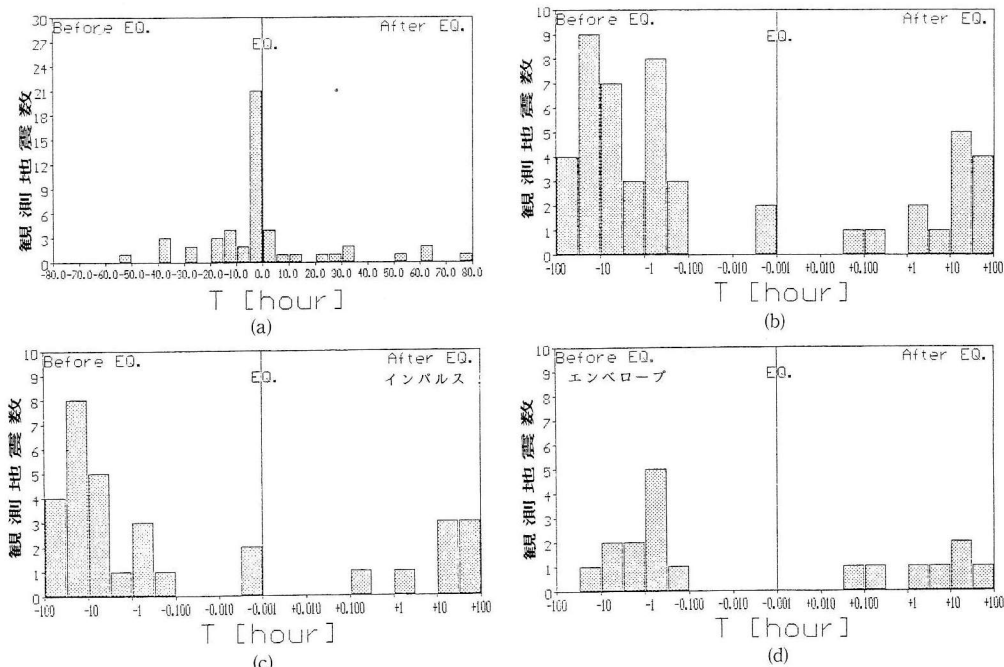


図15 (a)リニア時間軸, (b)対数時間軸で示した SEE の発生時間分布, (c)インパルスタイプ放射, (d)エンベロープタイプ放射の時間分布

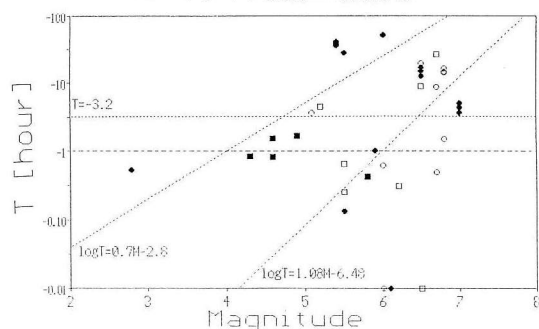


図16 地震のマグニチュードと SEE の前駆時間との関係

分布を示した図で、この図でわかるように前駆放射の発生頻度は本震前5時間以内に最も多く観測されている。本震5時間前の間の放射特性の詳細を知るために、図15(a)の時間軸を対数表示した図が(b)である。(b)から本震と同時に出るものを除くと前駆放射の最大頻度は本震前、 $T = -17.8$  時間となる。そして統計的に見た前駆放射は、どうやら、(1)本震と同時、(2)本震前平均約33.6分、(3)本震前平均約17.8時間に発生する3つのグループに分けられるようである。図15(c)に示す  $T = -17.8$  時間のタイプはインパルスタイプが多く、同図(b)に示す  $T = -33.6$  分のはエ

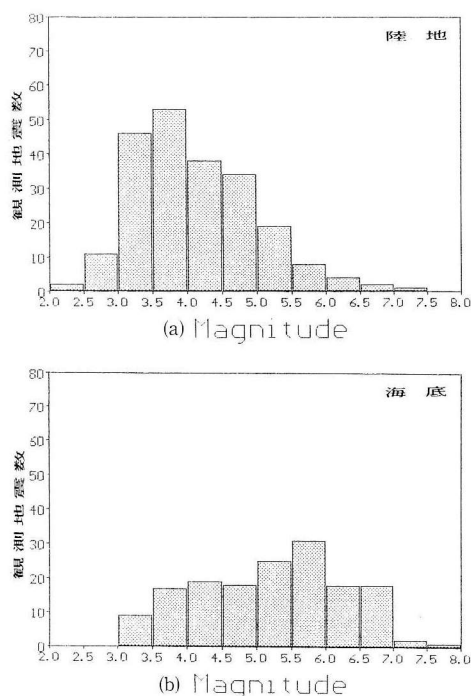


図17 震央が、(a)陸域、(b)海底にある場合のマグニチュードの SEE の発生分布特性

ンベロープタイプのものが多い。

エンベロープタイプ放射の震源の深さは一般に



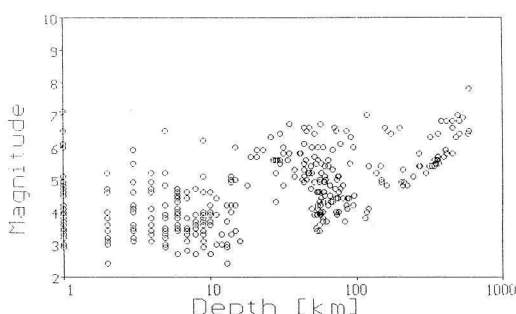


図18 観測点でSEEを受信したときの震源の深さとマグニチュードの関係

30 km 以上の深い場合が多く、そのため地震発生のかかなり前から、すでに震源付近で岩石破碎が始まっても、初期には各観測点まで到達するまでに減衰して検出されない。しかし、破碎が進み、内蔵歪力が大きくなってインパルス放射の数が増し、いよいよ各観測点で最低検出可能レベル（背景雑音スレシオールドレベル）を超えるに至ると、多数の連続したインパルスが受信機の検波時定数の関係でエンベロープ状となって初めて検出される。したがって、地震発生の1時間～数十分前になって観測し始めるが、70 km を超える深い震源の地震はプレート間のサブダクションによることが多く、規模の大きい地震となることが多い。

一方、ランダム波形のインパルスタイプの前駆放射の観測時間は、通常エンベロープタイプよりもはるかに長く、この場合の震源の深さは通常30 km より浅いものが多い。このタイプの放射は歪力エネルギーが増加した中で、岩石が破碎するごとに発生するインパルス状の放射が直接観測されるためと考えられる。

図16に、SEEの前駆観測時間と力武[Rikitaka, 1988]の地震予知の経験法則を用いた地震マグニチュードとの関係を示す。図中に示すように、前駆放射時間の分布は2つの異なる勾配の直線に添っている。左側の直線の勾配は、

$$\log T = 0.7M - 2.8 \quad \dots\dots\dots (2)$$

であり地震の震央が陸上にある場合に対応し、そして右側の直線の勾配は、

$$\log T = 1.08M - 6.48 \quad \dots\dots\dots (3)$$

であり、震央が海底に位置している場合に対応し

ている。この図は前駆時間と地震のマグニチュードとの関連について示している。マグニチュードの大きな地震の震央附近の広い区域で、岩石破碎が地震前期間のうちから進行し始めているであろう。したがって、大きなマグニチュードの地震の前駆放射がはやい時期から観測されるのである。

図17(a)は、前期の期間中に観測された地震のうち、震央が陸域にある地震の観測数を、(b)は、海底にある地震の観測数を示している。これらの図から見ると、震央が陸域にある地震のマグニチュードは  $M=3.5 \sim 4.0$  のものが最も多く、震央が海底にある場合は、マグニチュードが陸上の場合に比べて大きいことがわかる。

地震の震央が海底にある場合、観測点における電磁放射の最低検出レベルを超えるためには、震源域に蓄えられた歪力のエネルギーの総量は、震央が陸域にある場合より強くななければならない。その理由は、海底下の放射点からの伝送系の減衰がより大きいためで、地表で検出するためには震央が陸域にある場合に比較して歪力のエネルギーが、さらに高いことが要求される。このため、前駆放射の時間は、図17に示すように陸域の地震に比べて短くなる。

図18は、観測点で前駆放射信号を受信した地震の震源の深さとマグニチュードとの関係をプロットした図で、この図中からは何の相関も見いだすことはできない。この図の無相関の関係と、図12～13の震央から観測点までの距離とマグニチュードとの見事な相関関係を比較すると、この地震前駆SEEは震源から放射される電磁波ではなくて、震央地域の地表（地表上または地表直下）で発生する電磁波であることを示唆している。

#### 地震前駆電磁放射現象（SEE）の発生機構の考察

SEE現象の発生機構については、当初から単純に震源領域における岩石破碎によって発生した電磁波動が地中伝播して地表に達し、地表から空間に再放射して観測されるものと考えて、その伝播機構をいろいろと研究してきた。しかし、



一般の平面波の場合、または震源を中心とした球面波とした場合の伝播損失は、土質を均一としたときの計算値より 82 kHz, 1.525 kHz の信号強度の観測値が 20~40 dB 以上大きくなり、観測結果を説明することができなかった。この現象を説明するために、筆者らは図 10 に示すように震源が断層内に水が流入し、断層内の電気伝導度が低い断層の底部にあり、発生した電磁波は断層表面の境界に沿って、TM モードの表面波として地表に伝播するとの仮説を立ててシミュレーション計算を行ってきた。しかし、表面波の伝播損失の改善は 82 kHz で、断層内の電気伝導度を 10 S/m 外側の土壌の電気伝導度を  $10^4$  S/m と仮定したときの最適値を取って計算した場合でも改善率は約 10 dB に留まり、もし地中伝播の場合の数  $\Omega$  という地中の電磁波の波動インピーダンスと、大気中の電磁波の波動インピーダンス (約 377  $\Omega$ ) の間の大きなインピーダンス不整合によって地表において大きな損失を受け、実際の空気中への放射電界は極めて低くなってしまふ。筆者はこの矛盾を解決するための図 10 のように、地表と断層とで構成するスリットアンテナによる高効率の放射変換機構を考えて試算を試みたが、観測値を満足させる結果を得られなかった。

この点を解決するため、この問題の研究者の殆どは周波数を下げて表皮 (スキンドープ) 効果をねらい、電磁波の地中伝播損失を下げて説明しようとしているが、地表における電磁波の大気中への放射の問題を解決することを避けて通っている。とくに最近、観測経験の無い理論学者の中には 10 mHz (0.01 Hz) 以下の周波数まで下げて現象を説明し始めている。しかし、現在までの多くの観測者が ELF, VLF, LF 帯で実測していることをどう説明しようと考えているのか、不思議でならない。

筆者らの人工地震での実測結果や、海底に着底した事故潜水艦から送信される ELF, VLF 帯の救助信号の正確な位置が、航空機搭載の、または水上艦船の曳く磁力計で検出できるのに対し、電界センサーでは検出できず、潜水中の潜水艦の電界アンテナには感度が無い事実が米国海軍などの

経験等が徐々に知られ始めている。このことは、地中のエネルギーの伝送は電気伝導度の極めて高い海水中においては、電界ではなく磁界によっているとの事実を示唆している。

観測初期の 1980 年 3 月に初めて観測した 81 kHz と、VLF 帯の広帯域磁界センサーで検出したそれぞれの受信電界強度の間に殆ど差が無かった。その後に 81 kHz (1982 年 5 月以後、82 kHz に移行) が受信されたときの測定結果でも ELF, VLF 帯の電界強度にそれほど差が見られないことが実証されている。

前述した実測結果は、すなわち；

- (1) 統計解析の結果は観測点の受信電磁界強度については、地震のマグニチュードと震央からの距離との間に良い相関が見られるが、地中の震源からはこれが見られない。このことは地中では電界波は減衰が非常に大きく殆ど伝播しないことを意味している。
- (2) 海中の潜水艦から送信される ELF, VLF 電磁界波を検出するときに上空・海面での磁界検出が有効であった。
- (3) ELF, VLF, LF 帯の放射磁界の実測値強度にあまり差が無い。

以上の諸点から考察すると、SEE 現象を発生させるための震源から震央までのエネルギー伝送は岩石破砕時に発生するインパルス磁場によることが強く示唆され、また放射電磁波はこの磁場によって地表附近で励起されていることが推察される。このために現在は、

- (1) このインパルス磁場の発生機構
- (2) 地中を磁場が通過するときの減衰特性
- (3) 地表附近での電磁波の発生機構

について考察を進めている。

上記の結果を考察すると、藤縄らのボアホールアンテナによる地中電界の観測は殆ど無意味と言える結果となり、代ってボアホール内の異なる深さに設置した磁力計による磁場観測こそ、今後最重要な観測項目として強く推進すべきと考えられる。

## 磁場によるエネルギー伝送と電磁波の発生

現在，前節で述べた(1)についての究明は未だ十分ではないが，(2)および(3)について考察した結果，比較的実測値に近い結果を得るので，これについて述べる．図 19 に，この新しい電磁波の発生機構について考えるための座標を示す．今この座標上に図 20 に示す磁力線が発生し，この磁力線に沿ってインパルス状にオンオフを繰り返す直流状の磁場が発生する場合，地中部分の磁場の減衰を Banos (1980) により，地上部分の電磁界を Fraser-Smith (1989) の理論式を利用して算出した電磁界の理論式を構成して計算した．地上における放射電磁界強度は，図 20 に示す一つの磁力線ループで発生する全変位電流をマクスウェル方程式にて換算し，この項に含まれる周波数成分から発生電界を求め，この磁力線の全面積からの総放射量から地表に出ている部分の面積の比を求めて算出した．すなわち，地下部分の電磁放射部分は電界成分の吸収が大きくて伝播不可能と考え，地上部分からの電磁放射が伝播すると判断した．今，地下の構造が均一と仮定し，震源でのインパルス電流を  $1 \text{ A/m}^2$ ，電気伝導度が VLF 帯で  $10^4 \text{ S/m}^2$  としたときの計算結果を示す．

図 21(a)は、震源の深さが  $d=5\text{ km}$  としたときの磁場頂点の地上高を  $h=0-5\text{ km}$  まで変化したときの地上部分の換算電流密度が  $\text{mA}$  オーダーとなることを示しており、(b)は、 $d=10\text{ km}$  のときの  $h=0-10\text{ km}$  のときの電流密度、(c)は  $d=50\text{ km}$  のときの  $h=0-50\text{ km}$  のときの電流密度、(d)は  $d=100\text{ km}$  のときの  $h=0-50\text{ km}$  のときの換算電流密度を示している。この方法では、 $d=100\text{ km}$  のときの  $h=5\text{ km}$  のときの電流密度が、約  $40\text{ }\mu\text{A}$  となることがわかる。

この計算方法によれば、磁流源による電磁放射を発生させるに十分な電流量が得られる

ことを示している。なお、波長は磁力線の地上長によって決まるものと考えられ、現在、実証方法

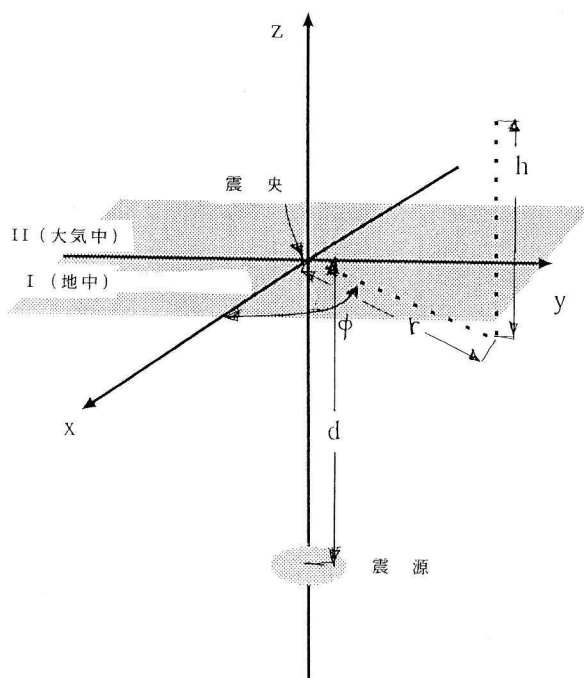


図19 電磁波の発生機構を説明する座標

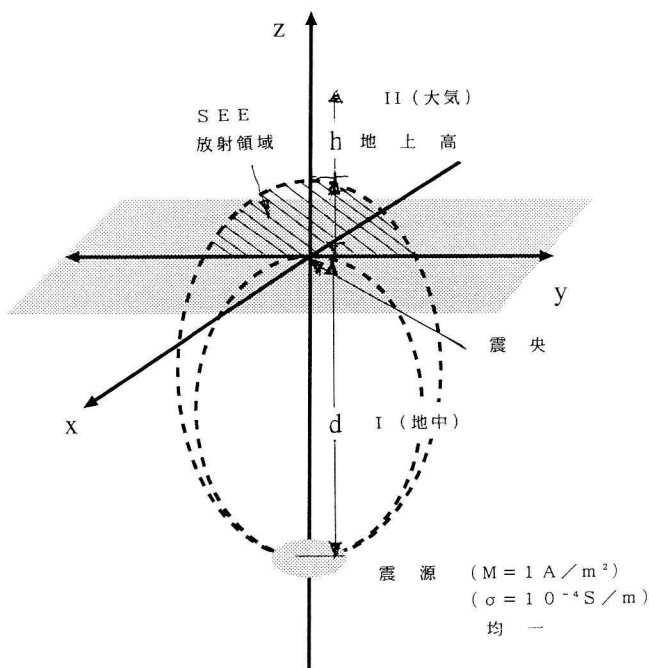


図20 震源を通る磁力線から放射する変位電流の深さ  $d$  と地上高  $h$ ，地上の磁流源放射の関係

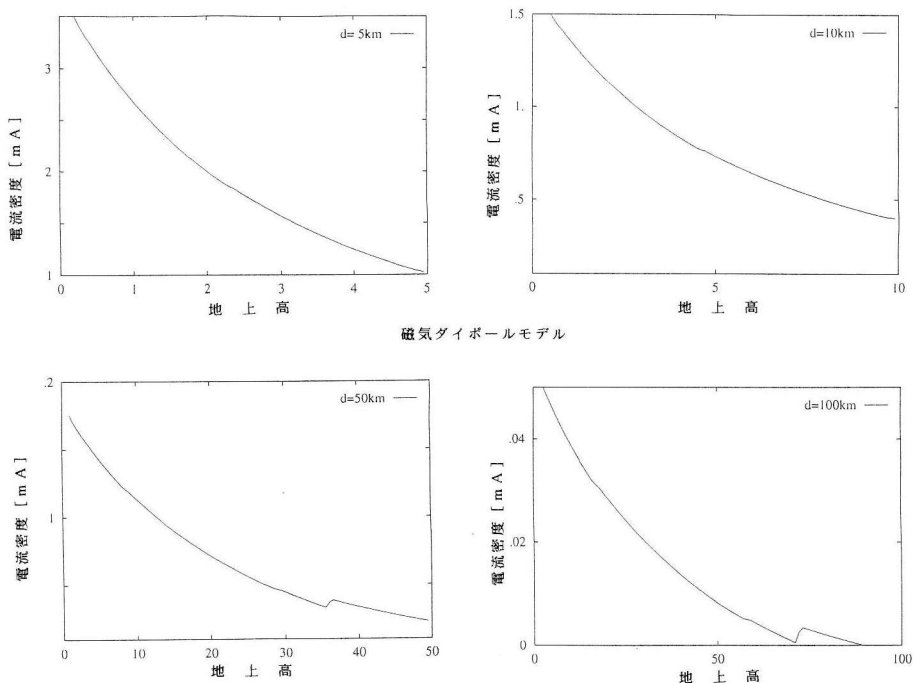


図21 (a)震源の深さ  $d=5\text{ km}$  のとき、磁場頂点の地上高を  $h=0\sim 50\text{ km}$  まで変化したときの地上部分の換算電流密度、(b)  $d=10\text{ km}$  のとき、 $h=0\sim 10\text{ km}$ 、(c)  $d=50\text{ km}$  のとき、 $h=0\sim 50\text{ km}$ 、(d)  $d=100\text{ km}$  のとき、 $h=0\sim 50\text{ km}$  のときの換算電流密度

を検討中である。

図 7, 8 で示した  $M=8.1$  という地震による異常ホイスラー波の発生、およびわれわれは確認していないが、旧ソ連が報告している衛星観測による磁気圏下部における電磁界の変動があるとす

ば、図 22 のように磁気圏下部に達したインパルス SEE 磁場が、その地域の地球磁場の磁力線を変調したとすればその発生の可能性を説明できる。ただし、この場合には地磁気の下側から変調できる可能範囲として、 $L<2$  でなければならない。

## おわりに

1980 年に筆者らが菅平において、初めて SEE と思われる現象を実測して以来 13 年が過ぎた。最初の論文を J. G. R. に投稿したときの査読者の意見は、1 人はこの論文の内容は馬鹿げており、信用できないので絶対に採用すべきでないとのコメントを、もう 1 人の査読者はこの内容は最も新しく重要な内容を含んでいるので、ぜひ採用すべきだとのコメントを提出し、結局、エディターの裁量で掲載に漕ぎつけた経緯があった。また図 7, 8 で示したホイスラー波の異常伝播と地震との関係についての論文は 1980 年の時点で J. G. R. のエア

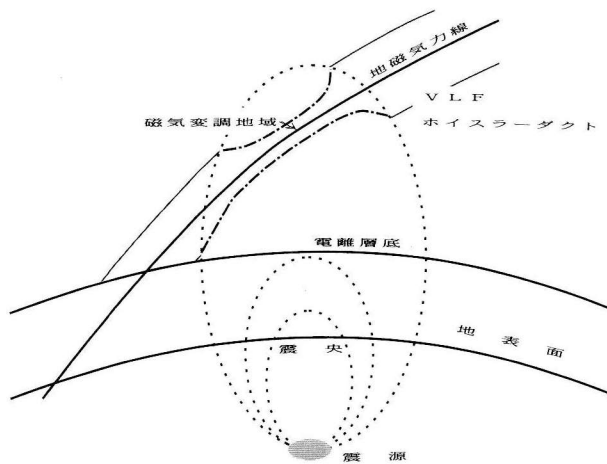


図22 磁気圏下部に達した SEE 磁場が地球磁場を変調すると考えた模式図

図 7, 8 で示した異常ホイスラーダクトの発生の可能性がある。この現象は  $L<2$  に制限される。

ロノミー（青）の査読者2名から採用拒否を受け、ついに日の目を見なかった経緯がある。

現在までの研究結果から、82 kHz 帯の地震直前に観測される電磁放射を用いた地震直前予知および震央予知の予測については、1982年2月27日の観測例が唯一の成功例であるが、震央のおよその位置推定を含んだ地震予知に使用できる可能性を示唆する結果を得た。1986年11月の伊豆大島の場合は、火山噴火の直前に地下のマグマが新しい地層に貫入するときの岩石破壊によって、パルス状の電磁放射が発生したと考えられ、またセンサーは、この発生地点から3 km 以内の至近距離に位置していたために、はっきりしたエミッシ

ョンを観測できたと思われる。

現在までの観測結果を総合してみると、SEEの発生源は震源またはマグマが移動するときに起こす岩石破碎によることは、実験室における岩石破碎実験の結果から見ても、ほぼ間違いなさそうであるとの結論を得た。したがって、岩石破壊を伴わないような小規模の地震、火山のマグマの移動では、この方法では検出不能であるかもしれないが、かなりの被害をもたらすような規模の地震では必ず岩石破碎を伴うと考えられるので、大変有効な予知手段の一つと考えられる。

この13年間のうち、旧ソ連は81 kHzの震源のSEEの発生機構と地中伝播の減衰の研究について取り組まず、もっぱら電磁放射源、観測を震央上空の電離圏・磁気圏におき、主として人工衛星などによる観測を行なってきた。一方、地上観測では1982年頃からルーマニアなどの東欧圏で観測が始まり、1985年から日本でも高橋・藤縄らがボアホールを用いた地上観測を開始し、また中国をはじめいくつかのグループによる観測が開始された。1989年のロマ・プリエタ地震では、Fraserr SmithらのスタンフォードグループがULF帯の観測器で前駆放射現象に関連した(SEE)を観測したため、世界中に一気に、この分野が注目を集めることになった。1982年以来、筆者はこの問題を広げるため、EGS, URSI, ポーランド、日本、および中国のEMCにおいて独立したセッションを設立し、今年(1993)9月6～8日に、筆者の所属する電気通信大学において、初めての国際ワークショップが開催されるに至っている。しかし、多くの国々では未だ初期の検出の有無の段階に留まり、この発生原因の物理学的検討を行なっているグループの数は極めて僅かである。

筆者らは、本論文内で詳述したように観測データを基に理論的原因究明を展開して今日に至っており、現在、この放射は震源の岩石破碎で発生した電磁波が地中伝播して震央附近で地上に放射したとした旧来の考え方は、観測データにいろいろ矛盾が現れ、筆者らの観測の統計データや他のいくつかの観測データから、電磁波の地中伝播の可

### 『資料・日本の地殻水平歪』 限定部数複製頒布のお知らせ

本書は、国土地理院の承認を得て、同院の技術資料F・1No.6[日本の地殻水平歪]を、当財団が研究資料として研究者の利便を目的とし、その複製版を限定発行したものです。

ご希望の方々のために、下記のような実費頒布を致しております。お問合わせ下さい。

#### 日本の地殻水平歪 国土地理院編

●体裁 上製・柾判 本文133頁 2色刷  
付録 カラー歪図 2編

●頒布実費[送料を含む] 20,000円

●申込先

〒101 東京都千代田区神田美土代町3

(財)地震予知総合研究振興会

☎03-3295-1966 FAX03-3295-1996

●郵便振替口座 東京1-109120

なお、限定部数のため、在庫も少数となりましたので、お問い合わせ下さい。

財団法人 地震予知総合研究振興会

〒101 東京都千代田区神田美土代町3

能性と電界成分の地中の長距離の影響が殆ど否定されるに至り、この現象は筆者らの考えでは、震源で発生するインパルス的な磁場の影響で地上付近で電磁波を再放射する説明が、現在、最も観測データを理論的に説明できると考えている。また、この磁力線説を用いるとロシアの学者の言う電離圏における衛星観測の結果も、筆者らのホイッスラー波の異常伝播の影響も説明できる。しかし、この磁力線の発生機構については、震源で発生した電磁現象のうち、電界成分が急速な減衰を受け、磁界成分のみが地上に達していると考えられるが、その実際は未だ説明途中であり、現在、それを実証する測定方法を検討中である。この点が解明されることにより、この研究の最も困難な部分が長いトンネルから抜け出るのも間近かで、すでにゴールが見え初めていると言えよう。

日本における 1985~1990 年の間の 29 例の SEE 放射データを用いた統計解析の結果は、放射強度は震源の深さが 30 km 以上の場合に、マグニチュード  $M=6.0$  以上、震源の浅い直下型地震のときには  $M=5.5$  以上のときに検出可能であった。ただし真に残念なことは、わが国を初め世界中の低周波背景雑音レベルが、1990 年以後、突然急速に増加し始め、検出レベルがマグニチュードで 1 レベル上昇しており、わが国では直流電気鉄道などの影響で、数ヘルツ以下の観測が不可能な点で、この分野の研究・開発が疎外され、場合によってはわが国における研究を閉ざさねばならなくなることもあり得る心配があることである。

## 謝 辞

この研究に際して、東大地震研の行武毅、小山の両氏、名大理学部の水谷仁、その他多くの方々の有効な助言と協力、および実際の観測と機器開発に多大の努力を賜った電通大の富沢、柴田、瀬尾の諸氏と幾多の大学院生諸氏に深甚の謝意を表する。

## 参考文献

Aramaki, S., 1987, Tokyo Univ. Press, 11-15.

- Banos, A., 1966, Dipole Radiation in the Presence of a Conducting Half-Space, Pergamon, New York, 1-49, (Book).
- Chmyrec, V. M., et al., 1987, I. U. G. G. Abstr., VI: 384.
- Cress, G. O., Brady, B. T., Rowell, G. A., 1987, Geophys. Res. Letters, 14, 4, 331-334.
- Fraser-Smith, A. C. et al., 1980, Tech. Report E 715-1, Stanford Lab. 1-101.
- Gokhberg, M. B., 1984, Terra Cognita, 4, 369.
- Gokhberg, M. b., Morgounov, V. A., Aronov, E. L., 1979, Dokl. Akad. Nauk, USSR, 248.
- Gokhberg, M. B., Morgounov, V. A., Yoshino T., Tomizawa, I., 1982, J. Geophys. Res. 87, B9, 7824-7828.
- Larkina, V. I., et al., 1988, 9th Int. Wroclaw, Sympo, on EMC. 9-1, 226-236.
- Migulin, V. V., et al., 1987, I. U. G. G., Abstr., IAS-PEI, VI: 384.
- Mizutani, H. and Yamada, I., 1987, I. U. G. G. Abstr., VI: IASPEI, 384.
- Rikitake, T., 1987, Tectonophysics, 136: 256-282.
- Rikitake, T., 1988, Tectonophysics, 148: 195-282.
- Parrot, M., Lefeuvre, F., 1984, Results of ARC AD-3 Project (French), CNES, ESA, France.
- Yoshino, T., Tomizawa, I., Shibata, T., 1985, AnnalesGeophysicae, 3, 6, 727-730, EGS.
- Yoshino, T., 1986a, J. Inst. Electr. Inf.Comm. Eng. Tech. Rep., 85(313), 19-24.
- Yoshino, T., 1986b, Proc. 8th Int. Wroclaw Sympo., on EMC. 8, 5-14. Poland.
- Yoshino, T. and Tomizawa, I., 1988, 9 th Int. Wroclaw Sympo. on ENC, 9-1, 237-244.
- Yoshino, T., and Tomizawa, I., 1989, Phys. of the Earth and Planetary Interiors, 57, 32-39.
- Yoshino, T., Tomizawa, I. and Seo, Y., 1990, J.G. G., 42, 225-235.
- Yoshino, T., Tomizawa, I. and Seo, Y., 1990, 10th Int. Wroclaw Sympo. on EMC. 10-2, 245-250.
- Yoshino, T., 1991, J. of Scientific Exploration, 5, 1, 121-144.
- Yoshino, T., Tomizawa, I. and Sugimoto, T., 1993, Phys. of the Earth and Planetary Interiors, 77, 21-31.

[よしの たけお 電気通信大学電気通信学部教授]